

# Cálculo de la resistencia al flujo en cauces de montaña

*La realización de proyectos en el ámbito de la hidrología o hidráulica forestal requiere usualmente la determinación del coeficiente de resistencia al flujo en el tramo de cauce analizado. Si se trata de un cauce natural, los métodos basados en la consulta de tablas y fotografías, que intentan catalogar diferentes tipos de cauce, dejan demasiado margen a la incertidumbre y, consiguientemente, a la subjetividad. En ríos de gravas, cantos o bolos, bajo una serie de circunstancias geomorfológicas, la resistencia al flujo puede explicarse en función de parámetros de fácil cuantificación, como son la relación calado-tamaño del sedimento (sumersión relativa), pendiente del cauce o coeficientes de forma de la sección. En este sentido, el presente artículo intenta ser una exhaustiva recopilación de expresiones aplicables desde ríos de grava de curso medio hasta torrentes de alta montaña, delimitando en la medida de lo posible el rango en el que rigen.*

Raül López Alonso. Profesor de Ingeniería Hidráulica  
Dpto. de Ingeniería Agroforestal. Universidad de Lleida

La ingeniería hidráulica forestal que se ocupa de cauces naturales lo hace fundamentalmente en un abanico que va desde ríos de grava en cursos medios (diámetro medio mayor de 2 mm y pendientes desde el 0.05%) hasta torrentes de bolos en alta montaña (elementos de hasta 1 ó 2 m de diámetro medio y pendientes incluso superiores al 20%).

El cálculo indirecto de variables hidráulicas requiere generalmente la determinación de un coeficiente de resistencia al flujo; determinación que si bien es suficientemente precisa con un reducido esfuerzo y coste en cauces artificiales, resulta mucho más difícil y cara en ríos. Sin embargo, cuando el tramo fluvial o torrencial objeto de estudio es poco sinuoso, no presenta vegetación en el lecho o márgenes y se encuentra formado por material granular no cohesivo, la pérdida de energía puede explicarse principalmente a partir de la relación calado-tamaño de los sedimentos, parámetro denominado sumersión relativa. Esto permite contar

con un método alternativo mucho menos subjetivo que aquellos basados en el uso de tablas o fotografías, aunque como contrapartida requiere análisis granulométricos del material del lecho.

Convencionalmente en cauces en lámina libre a fin de calcular la resistencia al flujo se emplean las ecuaciones de Darcy-Weisbach o Gauckler-Manning, ecuaciones 1 y 2 respectivamente:

$$v = \sqrt{\frac{8}{f}} \sqrt{gRS} \quad (1)$$

$$v = \frac{1}{n} R^{2/3} S^{1/2} \quad (2)$$

Ambas ecuaciones se pueden expresar como:

$$\frac{v}{v^*} = \sqrt{\frac{8}{f}} = \frac{R^{1/6}}{n\sqrt{g}}$$

$$\text{donde } v^* = \sqrt{gRS}$$



Río de bolos (Setcases, Girona)

R. López



Una aproximación al cálculo de  $f$  se fundamenta en la obtención de la velocidad media del flujo mediante la integración de la distribución de la velocidad con la profundidad para flujo bidimensional, turbulento rugoso y contorno no erosionable:

$$\sqrt{\frac{8}{f}} = c_1 \log \left[ \frac{y}{d_i} \right] + c_2$$

donde  $c_1$  es una constante empírica. Para secciones de alta relación ancho-profundidad el calado resulta muy cercano al radio hidráulico, por lo que se encuentran expresiones que usan uno u otro. Alternativamente, existen otras familias de funciones que pueden definir la distribución de velocidad con la profundidad; usualmente se utilizan leyes potenciales de la forma:

$$\sqrt{\frac{8}{f}} = c_3 \left[ \frac{y}{d_i} \right]^{c_4}$$

Asimismo, con objeto de determinar las variables que afectan a la resistencia al flujo es posible aplicar la teoría del análisis dimensional alcanzando resultados similares (Yen, 1992).

Recientemente se han desarrollado estadísticamente ecuaciones que además de la sumersión relativa ( $y/d$  o  $R/d$ ) incluyen el número de Froude ( $F$ ) con aparentemente excepcionales resultados (Colosimo et al., 1988 y Afzalimehr y Anctil, 1998). Sin embargo, numerosos autores han señalado incorrecciones en el desarrollo y aplicación de dichas fórmulas, habida cuenta de la cercana relación existente entre  $f$  y  $F$  y el consiguiente riesgo de establecer correlaciones estadísticas espúreas. Por lo tanto, desaconsejan su uso, criterio que se ha seguido en este trabajo.

#### ECUACIONES PARA EL CÁLCULO DEL COEFICIENTE DE RESISTENCIA AL FLUJO

A continuación se presentan las ecuaciones de resistencia al flujo más utilizadas en cauces de material

granular, abarcando desde ríos de grava en cursos medios hasta torrentes de bolos en alta montaña. El orden de exposición combina el criterio cronológico con el fundamento teórico adoptado. Al final del texto puede encontrarse la relación de notación empleada.

Es necesario destacar que en la mayoría de los casos las características experimentales de campo corresponden a tramos con flujo permanente y casi uniforme, alineación poco sinuosa y ausencia de vegetación y obstáculos. Consiguientemente, el valor del coeficiente de resistencia que se obtiene es una cota mínima, incrementándose de forma importante en cauces sinuosos y con vegetación densa.

En la aplicación de las ecuaciones presentadas para la resolución de un problema concreto, pongamos por caso el cálculo de la profundidad que alcanza un caudal determinado, se recomienda emplear el máximo número de expresiones que rijan para los datos del problema. Posteriormente se puede seleccionar el valor máximo y mínimo e

indicar que la variable calculada, en este caso el calado, puede variar entre esos dos extremos. Con objeto de comparar gráficamente la predicción de algunas ecuaciones en las figuras 1, 2 y 3 se ha representado la variación del factor de fricción de Darcy-Weisbach con la sumersión relativa, correspondiendo cada figura a un diámetro característico de referencia.

Strickler (1923)
(3)

$$n = \frac{d_{50}^{1/6}}{21.1} \quad \text{ó}$$

$$\sqrt{\frac{8}{f}} = 6.74 \left[ \frac{R}{d_{50}} \right]^{1/6}$$

Desarrollada con datos en ríos de grava y canales estables con partículas uniformes pegadas en solera y márgenes. Rango experimental:  $0.004 < S < 0.025$  y  $0.1 < R < 10$ .

Meyer-Peter y Müller (1948)
(4)

$$n = \frac{d_{90}^{1/6}}{26} \quad \text{ó}$$

$$\sqrt{\frac{8}{f}} = 8.30 \left[ \frac{R}{d_{90}} \right]^{1/6}$$

Propuesta basándose en experiencias con canales de laboratorio en el rango:  $0.0004 \leq S \leq 0.0227$ ;  $1.54 \leq y/d_{90} \leq 700$  y  $0.0007 \leq d_{90} \leq 0.029$ .

Lane y Carlson (1953)
(5)

$$n = \frac{d_{75}^{1/6}}{20.8} \quad \text{ó}$$

$$\sqrt{\frac{8}{f}} = 6.64 \left[ \frac{R}{d_{75}} \right]^{1/6}$$

Desarrollada con datos en canales de cantos con granulometría variable.

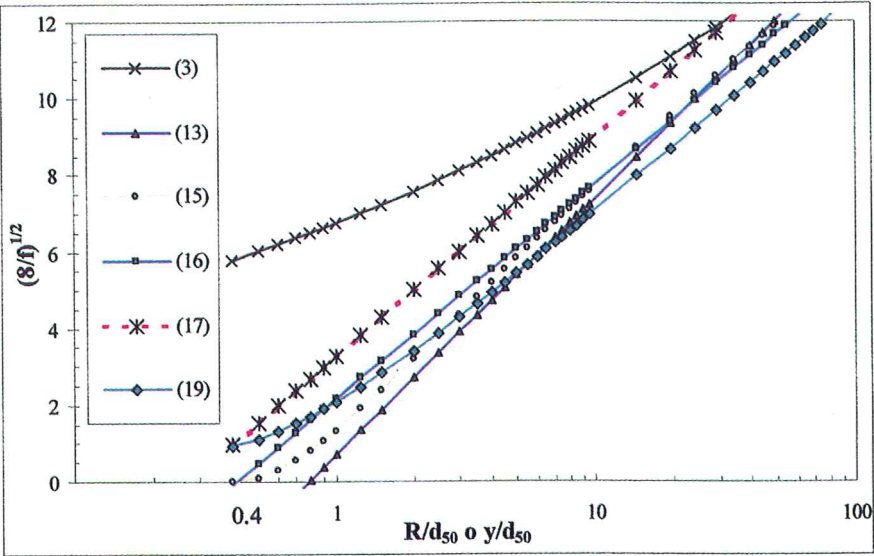


Figura 1. Variación de  $\sqrt{8/f}$  con la sumersión relativa expresada en función de  $d_{50}$

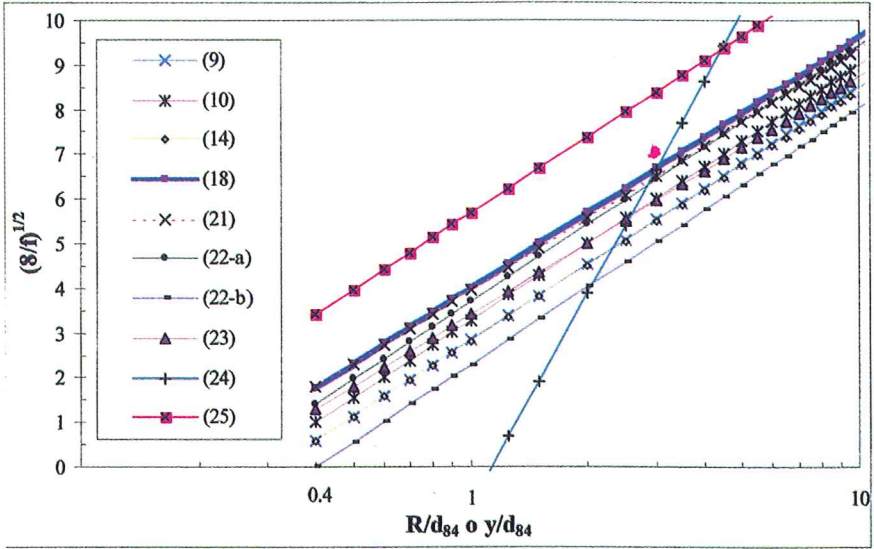


Figura 2. Variación de  $\sqrt{8/f}$  con la sumersión relativa expresada en función de  $d_{84}$

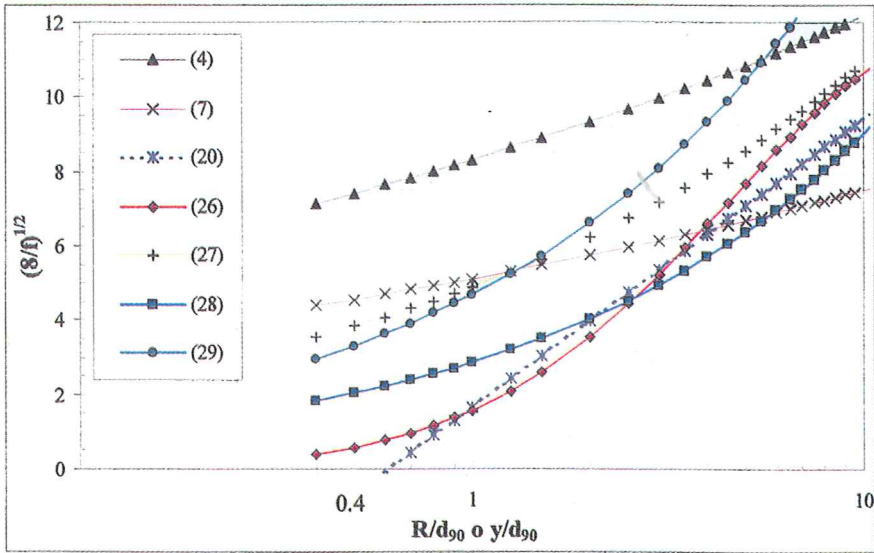


Figura 2. Variación de  $\sqrt{8/f}$  con la sumersión relativa expresada en función de  $d_{90}$ , y considerando una pendiente del cauce del 2%



Novák (1987) (6)

$$\sqrt{\frac{8}{f}} = (6.69 - 0.147d_m + 1.33 \cdot 10^{-4}d_m^3) \left[ \frac{R}{d_m} \right]^{1/6}$$

Propuesta a partir de mediciones en torrentes con:  $0.013 \leq d_m \leq 0.2$

Leopold, Wolman y Miller (1964) (9)

$$\sqrt{\frac{8}{f}} = 5.66 \log \left[ \frac{y}{d_{84}} \right] + 2.83$$

Derivada con 43 datos de Wolman (1955), obtenidos en un río del estado de Pensylvania (EE.UU.) con sumersión en el rango:  $0.5 \leq y/d_{84} \leq 20$

Limerinos (1970) (10)

$$\sqrt{\frac{8}{f}} = 5.74 \log \left[ \frac{R}{d_{84}} \right] + 3.28$$

Ecuación obtenida a partir de 50 datos de diferentes ríos de gravas, cantos y bolos del estado de California (EE.UU.) en el rango:

$1.40 \leq R/d_{50} \leq 177$ ;  $0.90 \leq R/d_{84} \leq 68.55$ ;  $0.0015 \leq d_{84} \leq 0.250$  y  $0.30 \leq R \leq 1.8$ .

Ho y Huang (1992) (7)

$$n = \frac{d_{90}^{1/6}}{16} \quad \text{ó}$$

$$\sqrt{\frac{8}{f}} = 5.11 \left[ \frac{R}{d_{90}} \right]^{1/6}$$

Propuesta para ríos de montaña de material grueso en condiciones de transporte sólido, basándose en mediciones en canales de laboratorio y ríos de las montañas taiwanesas. Rango:  $0.01 \leq S < 0.1$ ;  $1.17 \leq F \leq 2.70$  y  $0.002 \leq d_{90} \leq 0.025$ .

Bathurst (1978, 1982)

Para  $R/d_{84} < 1.2$  se propone la ecuación:

$$\sqrt{\frac{8}{f}} = \left[ \frac{R}{0.365d_{84}} \right]^{2.34} \left[ \frac{T}{y} \right]^{7(L-0.08)} \quad (11a)$$

Con fines prácticos L se puede obtener como:

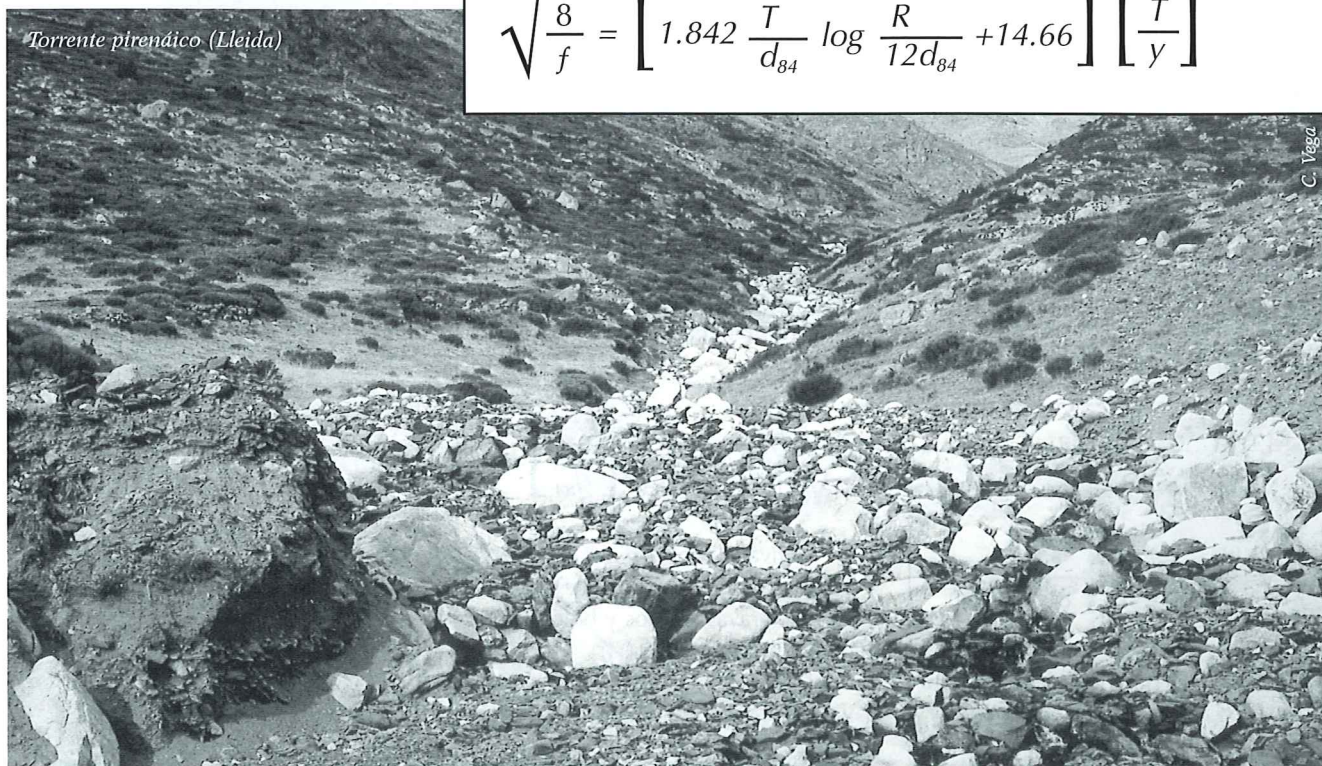
$$L = 0.039 - 0.139 \log \left[ \frac{R}{d_{84}} \right]$$

Ecuación que intenta tener en cuenta el efecto de la geometría de la rugosidad y del cauce. Se obtuvieron con 9 datos de 3 tramos de un río de bolos británico, en condiciones de flujo casi uniforme y subcrítico, en ausencia de pozas y sin vegetación en el cauce. El rango experimental es:  $0.0081 \leq S \leq 0.0174$ ;  $0.37 \leq R/d_{84} \leq 1.32$  y  $0.280 \leq d_{84} \leq 0.485$ .

Posteriormente para  $R/d_{84} > 1.2$  se propuso: (11b)

$$\sqrt{\frac{8}{f}} = \left[ 1.842 \frac{T}{d_{84}} \log \frac{R}{12d_{84}} + 14.66 \right] \left[ \frac{T}{y} \right]^{7(L-0.08)}$$

Torrente pirenaico (Lleida)



Jarret (1984) (8)

$$n = 0.32 S^{0.38} R^{0.16} \quad \phi$$

$$\sqrt{\frac{8}{f}} = \frac{R^{1/3}}{S^{0.38}}$$

Obtenida mediante análisis de regresión múltiple con 75 datos obtenidos en 21 secciones de ríos de montaña con gravas, cantos y bolos. Las condiciones experimentales de esta ecuación corresponden a flujo subcrítico ( $F < 1$ ) casi uniforme, en cauces de alineación recta, estables, con mínima presencia de vegetación en las márgenes y sin transporte sólido. El rango es:  $0.002 \leq S \leq 0.04$ ;  $0.15 \leq R \leq 2.1$  y  $0.1 \leq d_{84} \leq 0.8$ .

Hey (1979) (14)

$$\sqrt{\frac{8}{f}} = 5.62 \log \left[ \frac{a \cdot R}{3.5 d_{84}} \right]$$

El factor de forma,  $a$ , puede variar entre 13.46 para sección semicircular y 11.1 para sección ancha en la que  $R=y$ . En éste último caso la ecuación queda:

$$\sqrt{\frac{8}{f}} = 5.62 \log \left[ \frac{R}{d_{84}} \right] + 2.82$$

Obtenida a partir de 21 secciones en ríos de gravas de Gran Bretaña con morfología de rápidos y pozas, en el siguiente rango:

$$\begin{aligned} 0.00049 \leq S \leq 0.0310; \\ 0.705 \leq R/d_{84} \leq 21.66 \text{ y} \\ 0.046 \leq d_{84} \leq 0.250 \end{aligned}$$

Graf (1984) (17)

$$\sqrt{\frac{8}{f}} = 5.76 \log \left[ \frac{R}{d_{50}} \right] + 3.25$$

Propuesta para ríos de grava con  $1 \leq R/d_{50} \leq 10$

Bray (1979) (13)

$$\sqrt{\frac{8}{f}} = 6.68 \log \left[ \frac{y}{d_{50}} \right] + 0.70$$

Derivada con 67 datos de ríos de grava en Alberta (Canadá) para caudal aproximadamente igual a la capacidad de desagüe del cauce principal pero siempre inferior al desbordamiento del mismo, siendo el periodo de retorno de 2 años. Los tramos estudiados no presentaban vegetación en el cauce ni formas de fondo y el transporte de material del

Charlton, Brown y Benson (1978) (12)

$$\sqrt{\frac{8}{f}} = 5.49 \log \left[ \frac{y + d_{84}}{d_{84}} \right] + 2.21$$

Obtenida en tramos de pozas de ríos de grava británicos.

lecho era despreciable o inexistente. El rango es:  $0.00022 \leq S \leq 0.015$ ;  $5 \leq y/d_{50} \leq 167$  y  $0.019 \leq d_{50} \leq 0.145$

Thompson y Campbell (1979) (15)

$$\sqrt{\frac{8}{f}} = 5.66 \left[ 1 - \frac{0.1 k_s}{R} \right] \log \log \left[ \frac{12R}{k_s} \right]$$

Propuesta como modificación de la ecuación de Nikuradse para flujo macrorrugoso. Para un canal verdadero revestido con bolos se obtuvo con 5 datos que  $K_s = 4.5 d_{50}$ , mientras que para 17 datos de ríos  $k_s$  variaba entre  $1.9 d_{50}$  y  $8.2 d_{50}$  (valor medio de  $4.5 d_{50}$ ). El rango es:  $0.0037 \leq S \leq 0.052$ ;  $1.9 \leq R/d_{50} \leq 18.7$  y  $0.09 \leq d_{50} \leq 0.47$

Griffiths (1981) (16)

$$\sqrt{\frac{8}{f}} = 5.60 \log \left[ \frac{R}{d_{50}} \right] + 2.15$$

En cauces de gravas gruesas de Nueva Zelanda con contorno no erosionable, de alineación recta y en flujo turbulento desarrollado Griffiths obtuvo 84 datos, en el rango:  $0.000095 \leq S \leq 0.0110$ ;  $1.5 \leq R/d_{50} \leq 200$  y  $0.013 \leq d_{50} \leq 0.152$ . A partir de los 84 datos propios y de otros de Barnes (1967), Judd (1969), Bathurst (1978) y Wolman (1957), sumando en total 186, se derivó la expresión 16.

Bathurst (1985) (18)

$$\sqrt{\frac{8}{f}} = 5.62 \log \left[ \frac{y}{d_{84}} \right] + 4$$

Derivada con 44 datos de 16 secciones de ríos británicos de material grueso (gravas, cantos y bolos) en el rango:  $0.004 \leq S \leq 0.04$ ;  $0.4 \leq y/d_{84} \leq 11.4$ ;  $0.15 \leq F \leq 1.17$  y  $0.113 \leq d_{84} \leq 0.500$

Ferro y Giordano (1991) (20)

$$\sqrt{\frac{8}{f}} = 7.76 \log \left[ \frac{y}{d_{90}} \right] + 1.65$$

Obtenida con datos de laboratorio utilizando un lecho formado por partículas de cantera y variando la concentración de elementos gruesos. El rango es:  $0.005 \leq S \leq 0.075$  y  $0.8 \leq y/d_{90} \leq 4.0$



Aguirre-Pe y Fuentes (1990)

(19)

$$\sqrt{\frac{8}{f}} = 5.66 \log \left[ \frac{y}{d_{50}} \right] + 1.33 + 0.74 \left[ \frac{d_{50}}{y} \right]$$

Expresión que se fundamenta en una distribución de la velocidad con la profundidad compuesta por dos zonas: una uniforme cerca del lecho y otra logarítmica situada sobre la primera. Calibrada integrando 237 datos de varios autores en ríos con material de gravas, cantos y bolos. Los tramos experimentales son de alineación recta y ancho constante, con poca presencia o ausencia de vegetación en el perímetro mojado y sin movimiento de las partículas del lecho. El rango es:  $0.00001 \leq S \leq 0.0655$  y  $0.3 \leq y/d_{50} \leq 77$ .

Ugarte y Méndez (1994) (21)

$$\sqrt{\frac{8}{f}} = 5.41 \log \left[ \frac{R}{d_{84}} \right] + 3.94$$

Derivada a partir de una base experimental integrada por 168 datos de Jarret (1984), Bathurst (1985) y Madrid (1992), correspondiendo éste último a ríos de grava chilenos. El rango es:  $0.002 \leq S \leq 0.04$ ;  $0.22 \leq F \leq 1.17$  y  $0.45 \leq R/d_{84} \leq 16.5$

Knighton (1998)

(23)

$$\sqrt{\frac{8}{f}} = 5.34 \log \left[ \frac{R}{d_{84}} \right] + 3.41$$

Desarrollada a partir de 162 datos en ríos de grava que corresponden a Leopold y Wolman (1957), Limerinos (1970), Charlton et al. (1978), Hey (1979 y 1988) y Prestegard (1983). La sumersión de la base experimental es:  $0.5 \leq R/d_{84} \leq 100$ .

García (1992)

(22)

Basándose en mediciones en dos canales de laboratorio, propone dos ecuaciones:

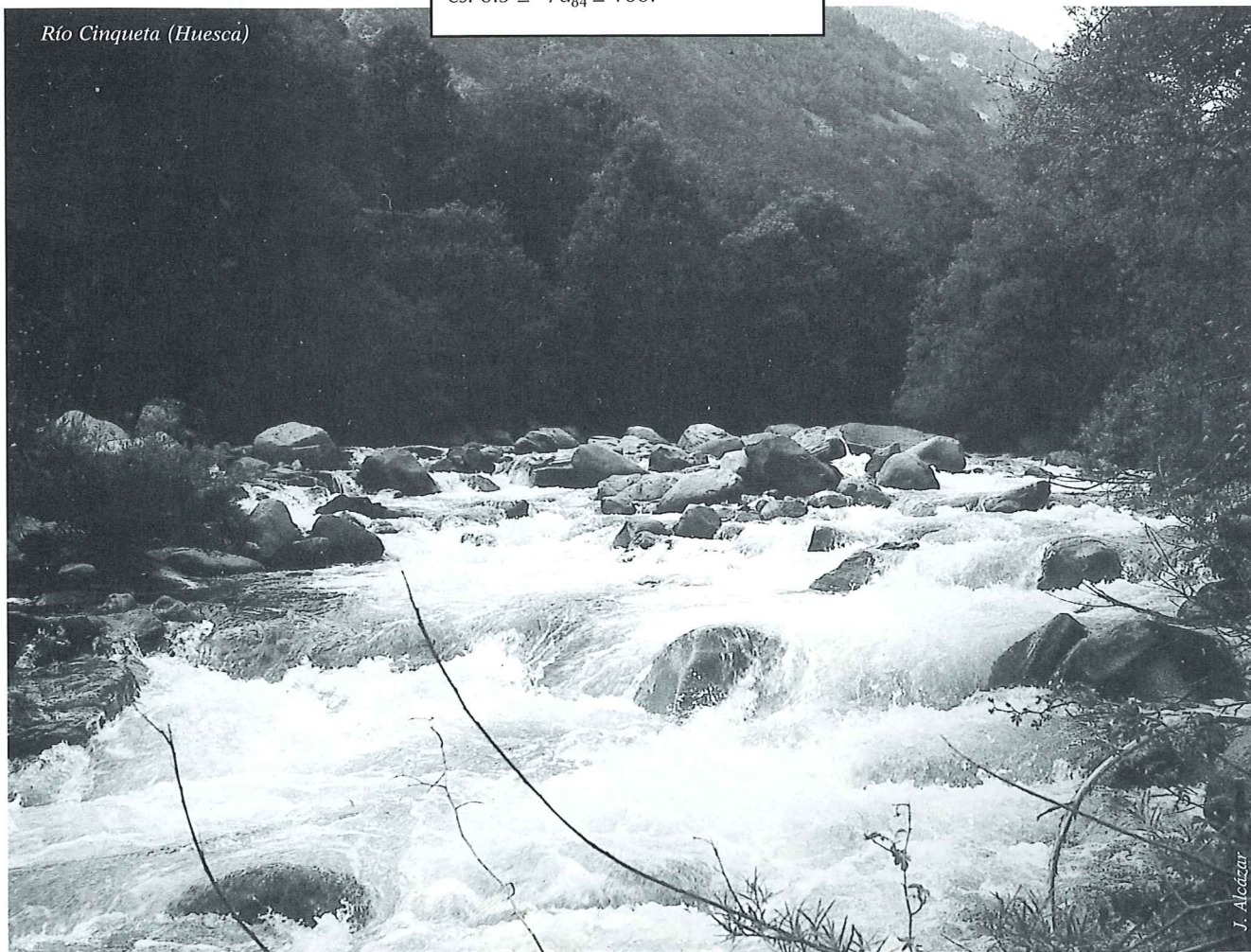
a.- Flujo rápido ( $F > 1$ ) y movimiento de las partículas del lecho. Material de gravas y arenas,  $d_{50} = 1.56$  mm y  $d_{84} = 2.353 d_{50}$ . Rango:  $0.02 \leq S \leq 0.09$ ;  $1.18 \leq F \leq 3.84$  y  $8.1 \leq y/d_{84} \leq 29.5$

$$\sqrt{\frac{8}{f}} = 5.756 \log \left[ \frac{y}{d_{84}} \right] + 3.698$$

b.- Flujo lento ( $F < 1$ ) sin movimiento de las partículas del lecho y con flujo macrorrugoso o de tamaño intermedio. Material de gravas y arenas,  $d_{50} = 34.8$  mm y  $d_{84} = 2.33 d_{50}$ . Rango:  $0.004 \leq S \leq 0.0274$ ;  $0.38 \leq y/d_{84} \leq 1.7$  y  $0.3 \leq F \leq 1.0$

$$\sqrt{\frac{8}{f}} = 5.756 \log \left[ \frac{y}{d_{84}} \right] + 2.279$$

Río Cinqueta (Huesca)





Ferro (1999)

(24)

$$\sqrt{\frac{8}{f}} = 15.74 \log \left[ \frac{y}{d_{84}} \right] - 0.854$$

Obtenida a partir de 464 datos en canales de laboratorio variando la concentración de elementos gruesos. El rango es:  $0.0025 \leq S \leq 0.025$ ;  $1.47 \leq y/d_{84} \leq 8.8$ ;  $1.82 \leq y/d_{50} \leq 9.6$ ;  $0.26 \leq F \leq 1.05$  y  $0.0265 \leq d_{84} \leq 0.0501$

Papanicolau y Maxwell (2000)

(25)

$$\sqrt{\frac{8}{f}} = 5.68 \log \left[ \frac{R}{d_{84}} \right] + 5.68$$

Derivada con 10 datos en canal de laboratorio de fuerte pendiente y morfología estable de escalón y poza, en el rango:  $0.03 \leq S \leq 0.07$ ;  $0.5 \leq y/d_{84} \leq 1.25$  y  $0.0508 \leq d_{84} \leq 0.1524$

Meunier (1989)

(27)

$$\sqrt{\frac{8}{f}} = 1.25 \left[ \frac{y_m}{d_{84}} \right]^{0.35} \frac{1}{S^{0.2}}$$

Propuesta para ríos de fuerte pendiente ajustando 71 datos en laboratorio de Smart y Jaeggi (1983). Las ecuaciones 27, 28 y 29 al incluir la pendiente asumen que en hidráulica torrencial el efecto de la pendiente sobre la velocidad no se traduce en una potencia de 0.5 (ecuación 1) sino entre 0.2 y 0.3.

Smart y Jaeggi (1983)

(26)

$$\sqrt{\frac{8}{f}} = 5.76 \left[ 1 - e^{-\frac{0.05 y_m}{\sqrt{S} d_{90}}} \right]^{0.5} \log \left[ 8.2 \frac{y_m}{d_{90}} \right]$$

Obtenida con 78 datos en canal de laboratorio de fuerte pendiente y en condiciones de intenso transporte sólido. En esta fórmula se intenta reproducir el efecto que tienen altas concentraciones de caudal sólido en el incremento de la profundidad del flujo. El rango experimental es:  $0.03 \leq S \leq 0.20$ ;  $1.7 \leq y_m/d_{90} \leq 15.0$  y  $0.0046 \leq d_{90} \leq 0.0121$

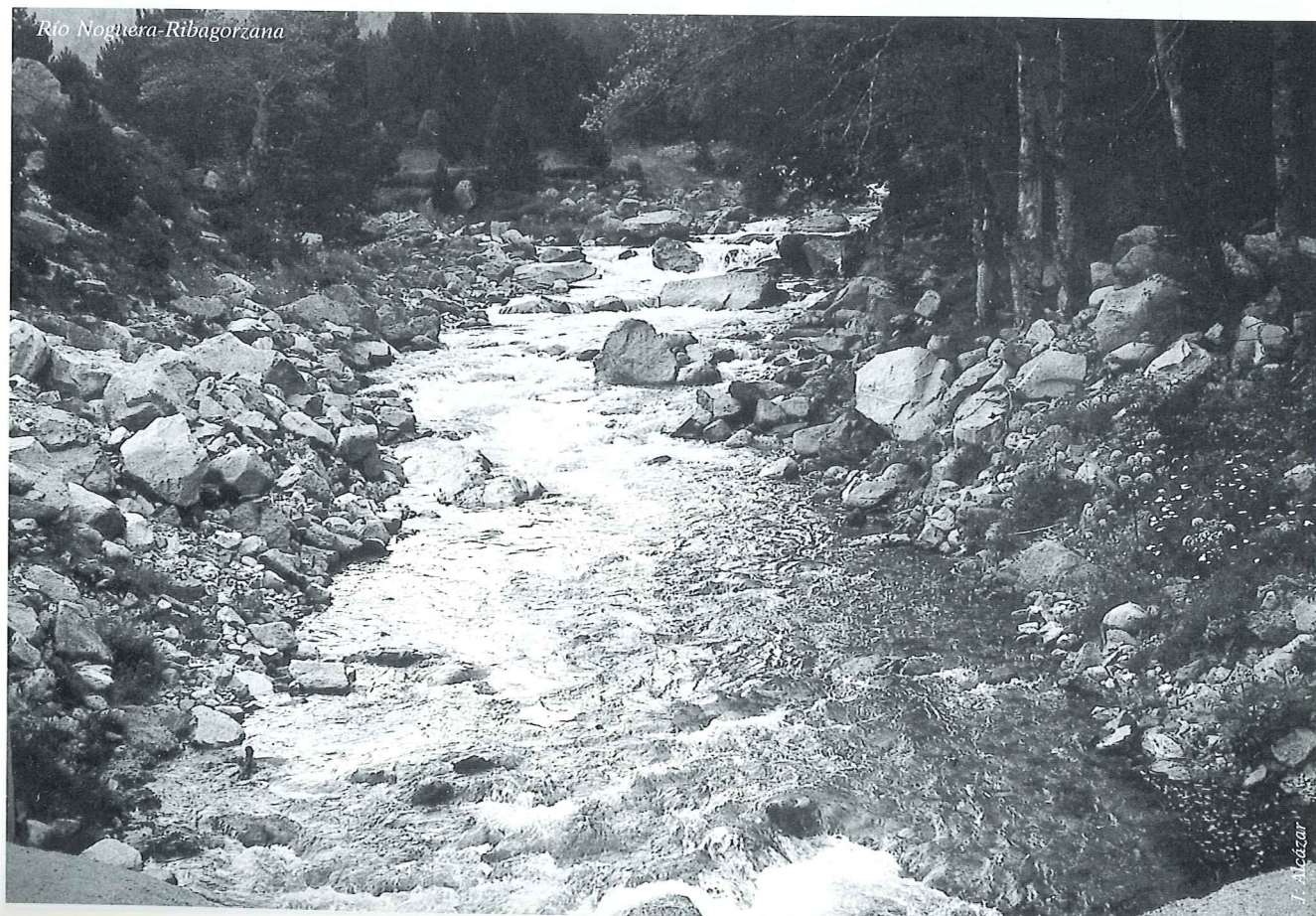
Meunier-Rickenmann  
(1989, 1990)

(28)

$$\sqrt{\frac{8}{f}} = 1.25 \left[ \frac{y}{d_{90}} \right]^{0.5} \frac{1}{S^{0.21}}$$

Propuesta a partir de los datos de Bathurst (1985).

Río Noguera-Ribagorçana





Rickenmann (1990)

(29)

$$\sqrt{\frac{8}{f}} = 1.5 \left[ \frac{y_m}{d_{90}} \right]^{0.5} \frac{1}{S^{0.29}}$$

Para ríos de fuerte pendiente con transporte sólido.

Smart (1999)

(30)

$$\sqrt{\frac{8}{f}} = 5.76 \log \left[ \frac{M}{S} \right] - 2.50$$

Desarrollada para lechos de material granular y permeable, utilizando un parámetro, M, relacionado con el ángulo de fricción dinámico del lecho, que debe ser calibrado para tramos de similar pendiente. El valor de M que mejor se ajusta a los datos de Bray (1979) es 0.33, mientras que para ríos neozelandeses de bolos y gravas varía entre 0.15 y 2.

## NOTACIÓN

<i>a</i>	Coefficiente de forma de la sección	(-)
<i>A</i>	Área de la sección mojada	(m <sup>2</sup> )
<i>c<sub>i</sub></i>	Coefficiente empírico	(-)
<i>d<sub>i</sub></i>	Diámetro de la partícula para el que el <i>i</i> % de la muestra es inferior	(m)
<i>d<sub>m</sub></i>	Diámetro medio aritmético de la muestra de sedimento	(m)
<i>f</i>	Coefficiente de fricción de Darcy-Weisbach	(-)
<i>F</i>	Número de Froude	(-)
<i>k<sub>s</sub></i>	Rugosidad equivalente	(m)
<i>L</i>	Concentración de rugosidad	(-)
<i>M</i>	Coefficiente de Smart	(-)
<i>n</i>	Coefficiente de Gauckler-Manning	(s/m <sup>1/3</sup> )
<i>R</i>	Radio hidráulico de la sección	(m)
<i>S</i>	Pendiente longitudinal del lecho	(-)
<i>T</i>	Ancho de la superficie libre	(m)
<i>v</i>	Velocidad media en la sección	(m/s)
<i>v*</i>	Velocidad de corte	(m/s)
<i>y</i>	Calado medio en la sección,	(m)
<i>y<sub>m</sub></i>	Calado medio de la mezcla de agua y sedimento	(m)

## REFERENCIAS

- Afzalimehr, H. y Ancil, F.** (1998): "Estimation of gravel-bed river flow resistance", en *Journal of Hydraulic Engineering*. 124, 10, pp. 1054-1058.
- Aguirre-Pe, J. y Fuentes, R.** (1990): "Resistance to flow in steep rough streams", en *Journal of Hydraulic Engineering*. 116, 11, pp.1374-1386.
- Bathurst, J. C.** (1978): "Flow resistance of large-scale roughness", en *Journal of The Hydraulics Division*. 104, 12, pp. 1587-1603.
- Bathurst, J.C.** (1985): "Flow resistance estimation in mountain rivers" en *Journal the Hydraulic Engineering*. 111, 4, pp. 625-643.
- Bray, D.I.** (1979): "Estimating average velocity in gravel-bed rivers", en *Journal the Hydraulics Division*. 105, 9, pp. 1103-1122.
- Charlton, F.G.; Brown, P.M. y Benson, R.W.** (1978): "The hydraulic geometry of some gravel rivers in Britain", en *Report N°IT180, Hydraulics Research Station*, Wallingford.
- Colosimo, C; Copertino, V.A y Veltri, M.** (1988): "Friction factor evaluation in gravel-bed rivers", en *Journal of Hydraulic Engineering*. 114, 8, pp. 861-876.
- García, M.** (1996): "Resistencia al flujo en ríos de montaña", en *Actas del XVII Congreso Latinoamericano de Hidráulica*, Guayaquil, Ecuador, pp. 105-116.
- Graf, W.H.** (1984): *Hydraulics of sediment transport*. Water Resources Publ. Littleton, Colorado. USA.
- Griffiths, G.A.** (1981): "Flow resistance in coarse gravel bed rivers", en *Journal of the Hydraulics Division*. 107, 7, pp.899-918.
- Ferro, V. y Giordano, G.** (1991): "Experimental study of flow resistance in gravel-bed rivers", en *Journal of Hydraulic Engineering*. 117, 10, pp. 1239-1246.
- Ferro, V.** (1999): "Friction factor for gravel-bed channel with high boulder concentration", en *Journal of Hydraulic Engineering*. 125,7, pp. 771-858.
- Hey, R.D.** (1978): "Flow resistance in gravel-bed rivers", en *Journal of the Hydraulics Division*. 105,4, pp. 365-379.
- Ho, C.W. y Huang, H.P.** (1992): "Manning's roughness coefficient of mountain streams in Taiwan", en *Yen, B.C.: Channel flow resistance: Centennial of Manning's formula*. Water Resources Publications. Littlelton, USA, pp. 299-308.
- Jarret, R.D.** (1984): "Hydraulics of high-gradient streams", en *Journal of Hydraulic Engineering*. 110, 11, pp 1519-1539.
- Knighton, D.** (1998): *Fluvial forms and processes*. Edward Arnold.
- Lane, E. W. y Carlson, E. J.** (1953): "Some factors affecting the stability of canals constructed in coarse granular materials", en *Proceedings, Minnesota International Hydraulics Convention*, Minneapolis, MN, pp 37-48.
- Limerinos, J.T.** (1970): "Determination of the Manning coefficient from measured bed roughness in natural channels", *Water Supply Paper* 1898-B, U.S. Geological Survey, Whasington.
- Leopold, L.B.; Wolman, M.G. y Miller, J.P.** (1964): *Fluvial Processes in Geomorphology*. Dover Publications. NY.
- Meunier, M.** (1989): "Essai de synthèse des connaissances en érosion et hydraulique torrentielle", en *La Houille Blanche*. 5, pp. 361-375.
- Meyer-Peter, E. y Müller, R.** (1948): "Formulas for bed-load transport", en *Proc.of the second meeting of the IAHSR*. Estocolmo, pp. 39-64.
- Novák, L.** (1987): *Bottom stability in torrents*. Doctor-of-Science dissertation. VSZ, Praga.
- Papanicolaou A.N.T. y Maxwell, A.** (2000): *Equilibrium geomorphological conditions for high gradient bed streams*. Washington State University.
- Rickenmann D.** (1990): *Bedload transport capacity of slurry flows at steep slopes*. Mitteilung VAW 103. Zürich.
- Smart G.M. y Jaeggi M.** (1983): *Sediment transport on steep slopes*. Mitteilung VAW. 64. Zürich.
- Smart, G.M.** (1999): "Coefficient of friction for flow resistance in alluvial channels" en *Proc. Instn Civ. Engrs Wat., Marit. & Energy*. 136, pp. 205-210.
- Strickler, A.** (1923): "Beitrag zur Frage der Geschwindigkeits-formel und der Rauheitszahlen für Ströme, Kanäle und Geschlossene Leitungen". *Mitteilungen des Eidgenössischer Amtes für Wasserwirtschaft*. Berna, Suiza.
- Thompson, S.M. y Campbell, P.L.** (1979): "Hydraulics of a large channel paved with boulders", en *Journal of Hydraulic Research*. 17, 4, pp. 341-354.
- Ugarte, A. y Mendez, R.** (1994): "Resistencia al flujo en ríos de montaña", en *Actas del XVI Congreso Latinoamericano de Hidráulica*, Santiago, Chile, pp. 503-514.
- Yen, B. C.** (1992): "Hydraulic resistance in open channels", en *Yen, B.C.:*